

پتروژنر سنگ‌های آتشفشانی پتاسیک و فوق پتاسیک پس از برخوردی پلیو کواترنری در شمال باختر مرند

غلامرضا احمدزاده^{۱*}، احمد جهانگیری^۲، منصور مجتهدی^۲ و دیوید لنتز^۳

^۱ گروه آبیاری، دانشکده کشاورزی، دانشگاه محقق اردبیلی، اردبیل، ایران

^۲ گروه زمین‌شناسی، دانشکده علوم طبیعی، دانشگاه تبریز، تبریز، ایران

^۳ دانشکده زمین‌شناسی دانشگاه New Brunswick کانادا.

تاریخ پذیرش: ۱۳۸۷/۰۵/۳۱

تاریخ دریافت: ۱۳۸۷/۰۷/۱۵

چکیده

در این پژوهش به بررسی ماگماتیسیم پس از برخورد پلیو کواترنری در شمال باختر ایران و شمال باختر مرند پرداخته شده است. سنگ‌های این منطقه شامل سنگ‌های قلیایی پتاسیک و فوق پتاسیک هستند که در بخش شمالی نوار آتشفشانی ارومیه- دختر بیرون ریخته است. این سنگ‌های آتشفشانی دارای بافت میکروولیتی پورفیری هستند که شامل درشت بلورهای کلینوپیروکسن، پلاژیوکلاز، اولیون، لویست و بیوتیت هستند. سنگ‌های فوق پتاسیک غیر اشباع از سیلیس بوده و در نورم آنها نفلین ظاهر می‌شود. همچنین دارای نسبت بالای K_2O/Na_2O و نیز مقدار عدد منیزیم بالا (۵۹/۸۳ تا ۷۵/۳۸) هستند. این سنگ‌ها از نظر ژئوشیمیایی در عناصر LILEs و LREEs غنی‌شدگی نشان می‌دهند و دارای تهی‌شدگی نسبی در عناصر انتخابی HFSEs مانند Ta و Nb هستند. این سنگ‌ها دارای نسبت‌های بالای Ba/Ta و Ba/Nb (41-60) هستند که از ویژگی‌های شاخص ماگماتیسیم مرتبط با فرورانش یا تأثیر آلودگی پوسته‌ای در حین بالا آمدن ماگما است. با توجه به زمان خاتمه فرورانش (کرتاسه پسین) و نیز سن نسبی سنگ‌های منطقه (پلیو کواترنری) می‌توان گفت که این سنگ‌ها در یک محیط پس از برخورد تشکیل شده‌اند و گوشته متاسوماتیسیم شده در اثر اضافه شدن مواد فرار و عناصر ناسازگار عامل غنی‌شدگی این ماگما بوده است و در حقیقت می‌توان گفت ویژگی‌های فرورانشی مشهود در این سنگ‌ها از یک فرورانش قدیمی به ارث مانده است. از طرفی، مقادیر بالای عناصر LILEs مانند توریم و باریوم و نسبت‌های بالای Ba/Ta و Ba/Nb نشان‌دهنده تأثیر اجزای پوسته‌ای در ژنر این سنگ‌ها از روش فرایند آغشتگی ماگمایی در طول صعود ماگما از داخل سنگ‌های پوسته‌ای است. استفاده از عناصر کمیاب خاکی در بررسی‌های مدل‌های مختلف ژنر ماگمایی نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ذوب بخشی با نرخ پایین گوشته سنگ‌کره‌ای با ترکیب منشأ گارنت اسپینل پریدوتیت حاصل شده است.

کلیدواژه‌ها: فوق پتاسیک، لویست، فرورانش، متاسوماتیسیم، مرند

* نویسنده مسئول: غلامرضا احمدزاده

E-mail: gholamrezaahmadzadeh@yahoo.com

۱- مقدمه

شمال باختر مرند واقع شده سنگ‌های با ترکیب حدواسط-اسیدی (داسیتی) رسوبات سرخ بالایی به سن میوسن را قطع کرده‌اند و مجموعه سنگ‌های پتاسیک و فوق پتاسیک بر روی سنگ‌های با ترکیب حدواسط و اسیدی قرار گرفته‌اند. بررسی‌های ژئوشیمیایی اولیه نشان می‌دهد که ترکیب این سنگ‌ها از حدواسط و اسیدی به سمت قلیایی سدیک و پتاسیک و فوق پتاسیک تغییر می‌کند (احمدزاده، ۱۳۸۱). در شمال و در برخی نواحی مرکزی زون ارومیه دختر، ماگماتیسیم پلیو کواترنری فوق پتاسیک، پس از فعالیت آتشفشانی داسیتی بیرون ریخته است که این داسیت‌ها بر اساس ویژگی‌های ژئوشیمیایی و ایزوتوپی، ویژگی‌های آداکتی نشان می‌دهند (Omran et al 2008, Jahangiri, 2007). البته این فعالیت آتشفشانی آداکتی می‌تواند در مرحله نهایی برخورد و یا از ذوب سنگ‌های بازالتی دگرسان شده پوسته زیرین به وجود آید. با توجه به زمان بسته شدن نئوتیس در کرتاسه پسین (Ricou, 1971; Coleman, 1971; Whitechurch et al., 1984; Boudier et al., 1988; Nicolas, 1989; Searle and Cox, 1999) و برخورد دو ورقه ایران مرکزی و ورقه عربی در زاگرس شمالی از ۲۵-۳۰ میلیون سال پیش شروع (Agard et al, 2005) و تشدید آن در میوسن (Homke et al., 2004; Molinaro et al., 2005a) می‌توان گفت که ماگماتیسیم میوسن بالایی- پلیو کواترنری ارومیه دختر در یک محیط پس از برخورد رخ داده است که پیدایش فعالیت آتشفشانی منطقه شمال باختر مرند نیز در این چنین محیطی بوده است.

۲- زمین‌شناسی ناحیه‌ای منطقه

منطقه مورد مطالعه در شمال باختر ایران و شمال باختر مرند و در قسمت شمالی زون

فرورانش نئوتیس به زیر ایران مرکزی در طول کرتاسه پسین و پالئوژن و برخورد دو ورقه ایران و عربی در تشریری باعث ایجاد چهار زون ساختاری در ایران شده است (شکل ۱). این زون‌ها دارای روند خاوری- باختری بوده و شامل زاگرس چین‌خورده، زون دگرگونی سنندج- سیرجان و نوار ماگمایی ارومیه- دختر هستند (Alavi, 2004). زون ماگمایی ارومیه- دختر یک کمر بند آتشفشانی- پلوتونیک است که از خاور ترکیه تا جنوب خاور ایران کشیده شده است (Alavi, 1994). ماگماتیسیم ارومیه- دختر در طول کرتاسه پایانی آغاز شده و در طول ائوسن تا کواترنری ادامه داشته است. اوج فعالیت ماگمایی در این زون در ائوسن بوده است (Farhoudi, 1978; Emami, 1981; Alavi, 2004) و پس از وقفه‌ای طولانی در میوسن بالایی- پلیو کواترنری دوباره به اوج خود رسیده است (Omran et al., 2008). فعالیت آتشفشانی ائوسن به طور عمده ترکیب کلسیمی- قلیایی داشته که تشکیل این سنگ‌های کلسیمی- قلیایی توسط برخی پژوهشگران به فرایند مرتبط با فرورانش نسبت داده می‌شود (Jung et al., 1976; Berberian et al., 1982). در حالی که با توجه به همراهی سنگ‌های آتشفشانی قلیایی و شوشونیتی و خروج این سنگ‌ها در امتداد گسل‌های بزرگ، پژوهشگرانی چون Amidi et al. (1984) معتقد به فرایند باز شدگی یک کافت قاره‌ای هستند و در این رابطه تشکیل سنگ‌های کلسیمی- قلیایی ائوسن را در ارتباط با آلودگی پوسته‌ای سنگ‌های قلیایی می‌دانند. همچنین سنگ‌های قلیایی پلیو کواترنری به صورت موضعی از چندین نقطه گزارش شده است. سنگ‌های فوق پتاسیک توسط مرادیان (۱۳۷۹)، Moayyed et al. (2007) در جزیره اسلامی گزارش شده است. در منطقه مورد بررسی که در قسمت شمالی گسل تبریز و در ۲۰ کیلومتری

در برخی موارد دارای حاشیه واکنشی بوده و چند رنگی شدید از خود نشان می‌دهند. تفاوت سنگ‌های مافیک قلیایی بیوتیت‌دار با سنگ‌های لویسیت‌دار در مقدار بیوتیت و نبود لویسیت به صورت درشت‌بلور در سنگ‌های بیوتیت‌ها است.

۴- ژئوشیمی

۴-۱. روش‌های تجزیه شیمیایی

پودر ۳۰ نمونه از سنگ‌های سالم منطقه با استفاده از دستگاه پودر کن آگات تهیه شد و برای تجزیه عناصر اصلی و فرعی به آزمایشگاه Chemex-ALS در کانادا ارسال شد. برای تعیین اکسیدهای عناصر اصلی از روش XRF و برای تعیین میزان عناصر کمیاب از روش ICP-MS استفاده شده است.

۴-۲. ژئوشیمی عناصر اصلی و طبقه‌بندی سنگ‌های منطقه

بر اساس بررسی‌های سنگ‌نگاری و نتایج تجزیه نمونه‌ها و مقادیر SiO_2 ، نسبت $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ می‌توان سنگ‌های این منطقه را در سه گروه سری سنگ‌های فوق پتاسیک، سری سنگ‌های قلیایی سدیک و سری کلسیمی-قلیایی طبقه‌بندی کرد. گروه سنگ‌های فوق پتاسیک و پتاسیک دارای نسبت بالای $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ (۱/۶۹ - ۴/۳۴ =)، مقادیر سیلیس (۴۹-۵۳٪)، زیر اشباع از سیلیس (دارای نفلین در نورم)، عدد منیزیم در حدود ۵۹/۸۳ - ۷۵/۲۸ و مقادیر TiO_2 در محدوده ۱/۰۹ تا ۱/۳۵ متغیر است. برای نامگذاری سنگ‌های منطقه از نمودار مجموع عناصر قلیایی در برابر سیلیس (Le Bas et al., 1986) استفاده شده است (شکل ۳). سنگ‌های فوق پتاسیک و پتاسیک در نمودار مجموع قلیایی در برابر سیلیس در محدوده تفریت، فنولیتیک تفریت و بازالتیک تراکی آندزیت قرار می‌گیرند. استفاده از نمودارهای دوتایی به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی سنگ‌های قلیایی پتاسیک با استفاده از عناصر اصلی و فرعی مانند TiO_2 در برابر Al_2O_3 و نیز نمودار Y در برابر Zr از Muller & Groves (1992) نشان می‌دهد که تمام این نمونه‌ها در محدوده مرتبط با فرورانش قرار می‌گیرند (شکل ۴- a و b).

۴-۳. ژئوشیمی عناصر فرعی

بررسی ژئوشیمی عناصر کمیاب و کمیاب خاکی نشان از نسبت‌های بالای LILEs/HFSEs و LREEs/HREEs دارد که در نمودارهای چند عنصری آورده شده است. نمودار عنکبوتی استفاده شده برای نمایش الگوی عناصر کمیاب خاکی سنگ‌های فوق پتاسیک و پتاسیک منطقه که نسبت به کندریت بهنجار شده‌اند نشان می‌دهد که عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به سنگین دارای غنی‌شدگی بوده $(\text{Ce}/\text{Yb}) N = 1.5/3.9 - 1.8/0.8$ و الگوی تفریق یافته‌ای با بی‌هنجاری منفی نسبی یوروپوم $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.71 - 0.78$ نشان می‌دهد (شکل ۵).

استفاده از نمودار عناصر چند عنصری برای عناصر ناسازگار نمونه‌های مربوطه که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده است نشان می‌دهد که نمونه‌های یاد شده، غنی‌شدگی مشخصی در عناصر لیتوفیل با شعاع یونی بزرگ (LILEs) مانند روییدیم، باریم، توریم، اورانیم، پتاسیم و عناصر کمیاب خاکی سبک نسبت به عناصر دارای میدان پایداری قوی (HFSEs) مانند تانتالیم، نیوبیم، تیتانیم، زیرکن، هافنیم، ایرتیم و عناصر کمیاب خاکی سنگین دارند (شکل ۶). همچنین نمونه‌های بررسی شده بی‌هنجاری منفی در عناصری چون Ta, Nb, P, Zr, Hf نشان می‌دهد بی‌هنجاری منفی تانتالیم و نیوبیم مشابه سنگ‌های مرتبط با مناطق فرورانش حاشیه فعال قاره‌ای است جایی که منبع گوشته‌ای به وسیله مواد فرو رونده غنی شده در عناصر سنگ‌دوست (لیتوفیل) دارای شعاع یونی بزرگ متاسوماتیسم شده است (Pearce, 1983). بررسی‌های زمین‌شناسی و زمین‌ساختی نشان می‌دهد که فعالیت آتشفشانی پلیو کواترنری شمال باختر ایران در یک زون برخوردی به وجود آمده که ناشی از فرورانش نتوتیس به زیر ایران مرکزی در طول کرتاسه پایانی تا ائوسن و با شیبهی در

ماگمایی ارومیه-دختر واقع شده است. ترکیب شیمیایی سنگ‌های منطقه مورد بررسی از کلسیمی-قلیایی تا قلیایی از زمان ائوسن تا کواترنری متغیر بوده است. بررسی‌های صحرائی نشان می‌دهد که قدیمی‌ترین سنگ‌های این مجموعه آتشفشانی شامل سنگ‌های آذرآواری و توف است که با ترکیب حدواسط و اسیدی در مقیاس وسیعی از منطقه گسترش دارند که گدازه‌هایی با همین ترکیب نیز در داخل این مجموعه به صورت پراکنده وجود دارد. در بخش‌هایی از منطقه مورد بررسی این مجموعه آتشفشانی حدواسط اسیدی رسوبات سرخ بالایی به سن میوسن بالایی را قطع کرده‌اند. سنگ‌های گدازه‌ای با ترکیب قلیایی غنی از سدیم و پتاسیم و فوق پتاسیک به ترتیب سنی پس از مجموعه سنگ‌های حدواسط و اسیدی در منطقه بیرون ریخته‌اند و در بخش‌هایی بر روی مجموعه آتشفشانی حدواسط اسیدی قرار گرفته‌اند که نشان می‌دهد سن تشکیل این سنگ‌ها مربوط به پلیوسن و یا کواترنری است (شکل ۱). تعداد متعددی دایک نیز که طول برخی از آنها به بیش از ۲ کیلومتر می‌رسد، از داخل سنگ‌های آذرآواری بیرون زده‌اند.

۳- سنگ‌نگاری

بر اساس بررسی‌های کانی‌شناسی و میکروسکوپی نمونه‌های منطقه می‌توان این سنگ‌ها را در سه گروه مورد بررسی قرار داد: گروه اول شامل تراکی آندزیت و تراکی داسیت و داسیت با ترکیب حدواسط و اسیدی هستند که دارای رنگ خاکستری تا خاکستری روشن بوده و بافت میکروولیتی و میکروولیتیک پورفیری داشته که بیشتر پلاژیوکلاز به همراه هورنبلند و بیوتیت به مقدار کمتر درشت بلورهای این سنگ‌ها را تشکیل می‌دهند و در مجموعه‌ای از میکروولیت‌های پلاژیوکلاز، آمفیبول، بیوتیت و به مقدار کمتر کوارتز و کلینوپیروکسن قرار دارند؛ گروه دوم شامل تراکی بازالت، تفریت و بازالتیک تراکی آندزیت هستند و از لحاظ ترکیبی در محدوده سنگ‌های مافیک قلیایی سدیک قرار دارند. این سنگ‌ها دارای بافت پورفیری بوده و شامل مقادیر مختلف درشت بلورهای پیروکسن، آمفیبول، بیوتیت و پلاژیوکلاز هستند که به طور ویژه مورد بحث این پژوهش است شامل تفریت، فنولیتیک تفریت، بازالتیک تراکی آندزیت بوده و از لحاظ ترکیبی قلیایی پتاسیک و فوق پتاسیک هستند که خود این گروه از سنگ‌ها در دو زیر گروه متفاوت از لحاظ بافتی مورد بحث قرار می‌گیرد.

۳-۱. فنوتفریت لویسیت‌دار

این سنگ‌های مافیک قلیایی دارای بافت مشخص پورفیری با درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، لویسیت و اولوین هستند که در زمینه‌ای ریزدانه و میکروولیتی از پلاژیوکلاز، پیروکسن، لویسیت، اولوین، کانی‌های کدر (اپیک) و شیشه آتشفشانی قرار گرفته‌اند. لویسیت‌ها بیشتر شکل دار و نیمه‌شکل دار بوده و ماکل مرکب و پیچیده از خود نشان می‌دهند. برخی از لویسیت‌ها در طول شکستگی‌ها و درز و شکاف‌ها با کلسیت و زئولیت جایگزین شده‌اند. درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن نیز در این سنگ‌ها شکل دار بوده و برخی از آنها دارای زون‌بندی نوسانی هستند. مقادیر اولوین در این سنگ‌ها متغیر بوده و اندازه آنها نیز از انواع ریزدانه در زمینه تا به صورت درشت بلور تغییر می‌کند. در برخی موارد اولوین‌ها ایدینگزینته شده‌اند. آپاتیت هم در زمینه و هم به صورت میان‌بار (اینکلوزیون) در داخل کلینوپیروکسن‌ها یافت می‌شود (شکل ۲).

۳-۲. تفریت و تراکی آندزیت-بازالتی

این سنگ‌های مافیک قلیایی دارای بافت میکروولیتی پورفیری با درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، بیوتیت و گاه ارتوپیروکسن هستند که در زمینه‌ای ریزدانه و میکروولیتی از پلاژیوکلاز، پیروکسن، بیوتیت و ارتوپیروکسن افزون بر کانی‌های کدر و شیشه آتشفشانی قرار گرفته‌اند لویسیت در این سنگ‌ها به عنوان کانی فرعی ریز بلور ظاهر می‌شود. بیوتیت در این سنگ‌ها به صورت بلورهای خودشکل و سالم و

آغشتگی با مواد پوسته‌ای است که پیش‌تر، از این عناصر تهی شده‌اند و بنابراین ماگمای آغشته شونده با این نوع پوسته این خواص را نشان خواهد داد. اما این مدل چگونگی تهی‌شدگی پوسته از این مواد را توضیح نمی‌دهد. (Murphy, 2007)

۵-۲. ویژگی‌های منبع ماگمایی

برای تشخیص فازهای کانیایی باقیمانده و درجه ذوب بخشی گوشته سنگ‌های ماگمایی منطقه مورد مطالعه از ویژگی‌های عناصر کمیاب خاکی و نسبت‌های آنها استفاده شده است. در این کار با استفاده از نمودارهای ارائه شده توسط Aldanmaz et al. (2000) از عناصر دارای ناسازگاری بالا مثل La و ناسازگاری پایین مثل Sm در سنگ‌های بازالتی فوق پتاسیک برای ساختن ترکیب منبع مورد استفاده قرار گرفته است. در شکل‌های ۸-a و ۸-b مقادیر عناصر کمیاب خاکی و نسبت‌های آنها برای بازسازی و تشخیص ویژگی‌های منبع سنگ‌های قلیایی مانند مقدار تمرکز این عناصر، کانی‌شناسی منبع و درجه ذوب بخشی به کار رفته است. در این مدل‌ها از معادلات تعادل بخشی Shaw (1970) و ضرایب پراکندگی عناصر کمیاب خاکی از McKenzie & O'Nions (1995) استفاده شده است. همچنین برای تعیین منبع گوشته‌ای نیز دو مرجع متفاوت به کار رفته که برای گوشته تهی شده (DMM) از داده‌های McKenzie and O'Nions (1991) و برای ترکیب گوشته اولیه از داده‌های Sun and McDonough (1989) استفاده شده است.

نتایج مدل ابتدا با استفاده از تمرکز عناصر با ناسازگاری بالا و عناصر دارای ناسازگاری کم بررسی شده است. نه تنها لانتانیم بلکه ساماریم به طور ویژه از تغییرات کانی‌شناسی منبع تأثیر می‌پذیرند (گارت و اسپینل) به همین دلیل برای کسب اطلاعات از ترکیب شیمیایی منبع مهم هستند. شکل ۸-a نشان می‌دهد که میزان La و La/Sm نمونه‌های فوق پتاسیک منطقه بیشتر از آن مقداری است که بتواند از ذوب بخشی گوشته تهی شده (DMM) مشتق شوند، حتی اگر نرخ ذوب بخشی بسیار پایین باشد (۱/۰٪). همان‌طور که در شکل ۸-a دیده می‌شود با توجه به موقعیت نمونه‌های فوق پتاسیک منطقه و مقادیر La و La/Sm می‌توان گفت که ذوب یک مرحله‌ای گوشته تهی شده یا گوشته اولیه نمی‌تواند این چنین عناصر ناسازگاری را در خود جمع کند. لذا آشکار است که یک گوشته غنی‌شده در مقایسه با DMM و PM نیازمند تولید این چنین سنگ‌های فوق پتاسیک است. در شکل ۸-b نسبت Sm بر روی SM/Yb رسم شده است. چون Yb در کانی‌گارت سازگار بوده (Rollinson, 1993) (Kd=11.50) ولی با پیروکسن سازگار نیست (Kd=0.62) (Rollinson, 1993) نسبت Sm/Yb می‌تواند در بازسازی ترکیب کانی‌شناسی گوشته‌ای ماگمای قلیایی استفاده شود. شکل ۸-b نشان می‌دهد که سنگ‌های فوق پتاسیک از منحنی روند اسپینل-لرزلولیت به سمت نسبت بالاتر Sm/Yb فاصله گرفته و مابین منحنی‌های گارت لرزلولیت و اسپینل-گارت-لرزلولیت واقع شده‌اند که این حکایت از باقی ماندن گارت در منشأ این سنگ‌ها دارد.

در نمودار ۸-c از نسبت MREEs/HREEs در برابر LREEs/MREEs استفاده شده است که در حقیقت دو نمودار پیشین باهم مورد استفاده قرار گرفته‌اند به طوری که مقادیر Sm/Yb در برابر La/Sm رسم شده است. این نمودار مشخص کننده ذوب بین منبع گارت یا اسپینل-لرزلولیت است. وقتی اسپینل-لرزلولیت شروع به ذوب بخشی کند هم منبع گوشته‌ای و هم فاز ماگمایی تولید شده دارای نسبت‌های Sm/Yb یکسانی خواهند بود در حالی که نسبت La/Sm با افزایش نرخ ذوب کاهش نشان خواهد داد همچنین ذوب منبع اسپینل-لرزلولیت روند ذوب افقی ایجاد خواهد کرد که در داخل یا نزدیک به خطوط و آرایه گوشته‌ای تعیین شده به وسیله ترکیب PM و DMM قرار خواهد گرفت. در مقایسه ذوب بخشی مقدار کمی از منبع گارت-

جهت شمال باختر بوده که منجر به برخورد بین ورقه عربی با ایران شده است که این برخورد پیش از ۲۵-۳۰ میلیون سال پیش شروع شده است (Agard et al., 2005). با در نظر گرفتن این شرایط دو فرضیه برای ماگماتیسم پس از برخورد که بتواند غنی‌شدگی در عناصر سنگ‌دوست دارای شعاع یونی بزرگ و عناصر کمیاب خاکی سبک را نسبت به نیویم و تانتالیم را توصیف کند عبارتند از: (۱) اجزا و ویژگی‌های محیط فرورانشی که در این ماگماها آشکار است از فرورانش قدیمی به ارث رسیده است. (۲) آغشتگی پوسته‌ای و تبلور بخشی (AFC) و یا فرایند MASH (ذوب، آغشتگی، انباشتگی و همگن شدن) تأثیر داشته که در زیر مورد بحث قرار گرفته‌اند.

۵-۵. بحث

۵-۱. غنی‌شدگی منبع و ناهمگنی آن

غنی‌شدگی در عناصری چون روییدیم، استرانسیم و باریوم، بالا بودن نسبت LILEs/HFSEs و تهی‌شدگی در عناصری چون تانتالیم، نیویم و تیتانیم از خواص ماگماتیسم مرتبط با فرورانش است (Saunders, Norry & Tarney, 1988; Green, 2006; Tarney & Weaver, 1980). برای بررسی غنی‌شدگی منبع سنگ‌های قلیایی پتاسیک و فوق پتاسیک از نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb استفاده شده است (Pearce, 1983) (شکل ۷). این نسبت‌ها با تبلور بخشی و ذوب بخشی (پیروکسن و فلدسپار به عنوان فازهای تبلور نهایی یا فازهای باقیمانده) و یا متأثر از تغییرات در منشأ و درجه آغشتگی پوسته‌ای در ارتباط هستند. ماگماهای بازالتی مشتق از ذوب بخشی گوشته سست‌کراهی (گوشته تهی شده MORB) یا گوشته سنگ‌کراهی غنی‌شده به وسیله نرخ پایین ذوب گوشته‌ای همگی در داخل یا نزدیک به محدوده‌ای واقع می‌شوند که نشان‌دهنده نسبت‌های مشابه و یکسان Th/Ta است. منابع متاسوماتیسم شده به وسیله فرایند فرورانش باعث غنی‌شدگی در توریم نسبت به تانتالیم شده و بنابراین نسبت بالای Th/Yb را در مقایسه با Ta/Yb نشان می‌دهد و با فاصله از محدوده ردیف گوشته‌ای قرار می‌گیرند زیرا اجزای فرورانشی Th بالاتری را نسبت به Ta و Yb در خود حمل می‌کنند (Pearce, 1983; Pearce and Peate, 1995). شکل ۷ نشان می‌دهد که تمامی نمونه‌های منطقه با فاصله از خط آرایه گوشته‌ای قرار گرفته‌اند. غنی‌شدگی در LILEs و LREEs ممکن است مرتبط با تأثیر اجزای فروراند شده یا آغشتگی پوسته‌ای باشد. نیویم و تانتالیم حساسیت بالایی به آغشتگی پوسته‌ای دارند. ماگماهای مشتق از گوشته که با سنگ‌های پوسته قاره‌ای در طول صعود ماگما آغشته می‌شوند. در نمودارهای چندعنصری بی‌هنجاری منفی Nb و Ta نشان می‌دهند (Thompson et al., 1983; Wilson, 1989; Alici et al., 2001). عناصر LILEs مثل Th و LILEs در مواد فرار مشتق از زون فرورانش خاصیت تحرک بالایی دارند. بنابراین این عناصر در گوه گوشته‌ای فروراند شده غنی‌شدگی نشان می‌دهند و ماگمای مشتق از چنین منبع گوشته‌ای این غنی‌شدگی را در خود حفظ خواهد کرد (Murphy, 2007). به نظر (McCullough and Gamble, 1991) و (McCullough, 1993)، عناصر HFSS در ماگماهای مرتبط با فرورانش مشابه MORB بوده ولی در مقایسه با MORB تهی‌شدگی شدیدی نشان نمی‌دهند. پژوهشگران دیگر (e.g. Saunders and Tarney, 1984; Saunders et al., 1991) به محیط اکسیدان که حاصل از آب موجود در گوه گوشته‌ای است اشاره و بیان می‌کنند که ماده یادشده موجب پایداری کانی‌هایی مانند تیتانیم، روتیل، ایلمنیت و آمفیبول می‌شود که حاوی مقادیر بالای عناصر HFSS مانند Ti, Nb, Hf, Zr, Ta در خود هستند. این کانی‌ها در طی ذوب بخشی در فازهای باقیمانده باقی می‌مانند. بنابراین، این عناصر تهی‌شدگی در ماگماتیسم مرتبط با فرورانش را نشان می‌دهند. راه دیگر تهی‌شدگی این عناصر

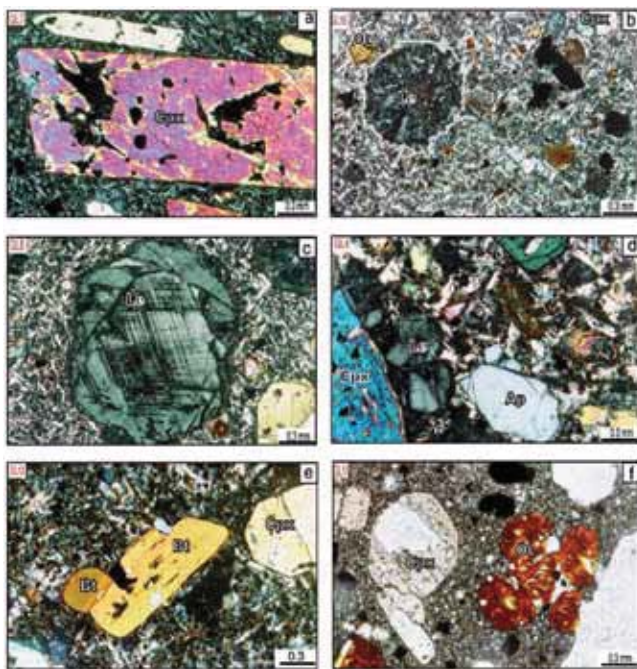
از ریز بلورهای پلاژیوکلاز، کلینوپیروکسن، لوسیت و شیشه آتشفشانی قرار گرفته‌اند. این سنگ‌ها دارای غنی‌شدگی بارز در LILEs و LREEs و تهی‌شدگی در عناصر HFSEs مانند Ta، Nb و Ti افزون بر مقادیر بالای نسبت‌های Ba/Ta و Ba/Nb هستند. این سنگ‌ها دارای الگوی تفریق یافته عناصر کمیاب خاکی هستند و بی‌هنجاری نسبی منفی Eu را نشان می‌دهند. استفاده از نمودارهای عنکبوتی که نسبت به گوشته اولیه بهنجار شده‌اند نشان‌دهنده غنی‌شدگی این سنگ‌ها در عناصر سنگ‌دوست با شعاع یونی بزرگ مانند باریم، توریم، اورانیم و پتاسیم بوده و همچنین نشان‌گر وجود بی‌هنجاری منفی در عناصری چون تیتانیم، تانتالیم، نیوبیم و زیرکنیم هستند. استفاده از مدل عناصر کمیاب برای تشخیص منشأ این ماگماها نشان می‌دهد که این سنگ‌ها از ذوب بخشی با نرخ پایین یک منبع گوشته‌ای اسپینل-گارنت پریدوتیتی حاصل شده‌اند. با در نظر گرفتن زمان پایان فرورانش (اواخر کرتاسه - اوایل پالئوژن) و زمان ماگماتیسیم (اواخر پلیوسن) و با توجه به ویژگی‌های عناصر کمیاب می‌توان گفت که این ماگماها از یک گوشته غنی‌شده و در مرحله پس از برخورد به وجود آمده‌اند. غنی‌شدگی به ارث رسیده می‌تواند ناشی از مواد فرار و رسوبات صفحه فرورونده در زمان فرورانش باشد. افزون بر این که با توجه به برخورد ورقه عربی و ایران مرکزی و سبترای پوسته در منطقه آلودگی پوسته‌ای می‌تواند در غنی‌شدگی LILEs و LREEs و تهی‌شدگی در عناصر HFSEs مانند Ta، Nb و Ti مؤثر باشد.

لرزشی با گارنت باقیمانده مذابی با نسبت بالای SM/Yb در مقایسه با منبع گوشته‌ای تولید خواهد کرد بنابراین روند ذوب گارنت-لرزشی از آرایه گوشته‌ای به سمت SM/Yb، بالا تمایل پیدا خواهد کرد.

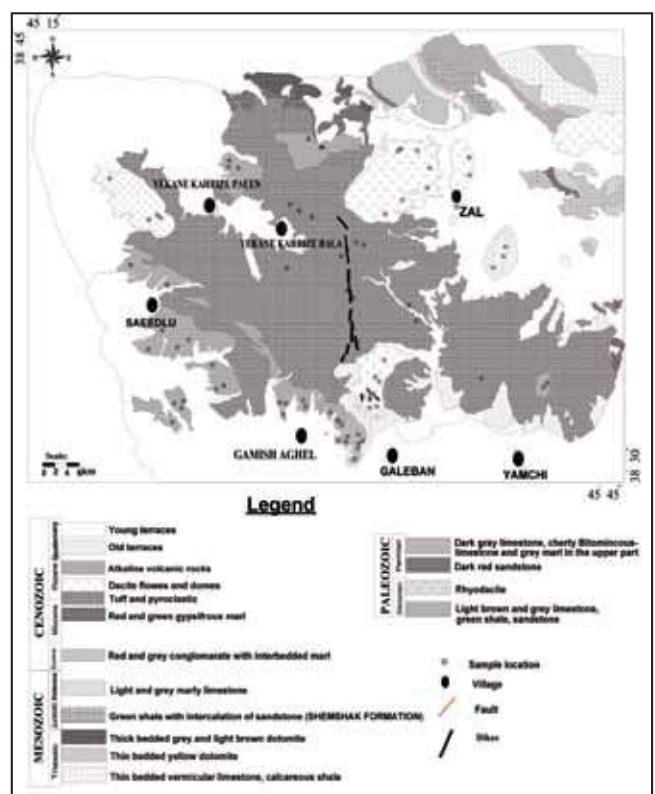
در حالت کلی از مدل‌های استفاده شده می‌توان دریافت اول این که درجات متغیر ذوب بخشی منبع اسپینل-لرزشی نمی‌تواند ترکیب ماگماتیسیم فوق پتاسیک پلیو کواترنری را توصیف کند و دوم این که این اشکال نشان می‌دهند که نمونه‌ها در زیر روند ذوب منحنی گارنت-لرزشی قرار می‌گیرند. بنابراین می‌توان گفت که ذوب یک منبع دارای گارنت و اسپینل-لرزشی در تولید این سنگ‌های فوق پتاسیک با چنین عناصر کمیاب خاکی البته با مقدار گارنت بیشتر سهیم بوده است. به هر حال مقادیر نسبی بالای HREEs و Zr و Hf در نمونه‌های منطقه را می‌توان به شرایط آبدار بودن منبع نسبت داد.

۶- نتیجه‌گیری

در بخش شمالی کمربند ماگمایی ارومیه-دختر در باختر مرنند (شمال باختر ایران) ماگماتیسیم اولتراپتاسیک پس از ماگماتیسیم قلیایی سدیک و حدواسط-اسیدی بیرون ریخته است. محدوده ترکیبی سنگ‌های پتاسیک و اولتراپتاسیک شمال باختر مرنند بر اساس نمودار SiO₂ در برابر Na₂O+K₂O شامل تفریت، فنولیتیک تفریت و بازالتیک تراکی آندزیت است. از لحاظ کانی‌شناسی این سنگ‌ها شامل درشت‌بلورهای کلینوپیروکسن، لوسیت، بیوتیت و اولیوین به همراه کانی‌های فرعی چون آپاتیت و کانی‌های کدر در مجموعه‌ای



شکل ۲- تصاویر میکروسکوپی از نمونه‌های سنگ‌های پتاسیک و فوق پتاسیک منطقه: (a) درشت بلور کلینوپیروکسن. (b) حاشیه واکنشی در لوسیت که با آنالسیم و نفلین جابه‌جا شده است. (c) ماگل دوقلوبی در بلور لوسیت. (d) آپاتیت که هم به صورت درشت بلور و هم به صورت ادخال در داخل دیگر بلورها یافت می‌شود. (e) درشت بلورهای بیوتیت و کلینوپیروکسن. (f) کومولای اولیوین که ایدینگریته نیز شده‌اند.



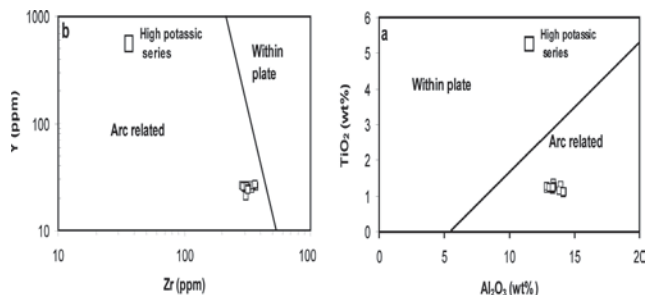
شکل ۱- نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی (کامل شده از نقشه‌های ۱:۱۰۰۰۰۰ چهار گوش مرنند و ۱:۱۰۰۰۰۰ قره ضیاءالدین تهیه شده توسط سازمان زمین‌شناسی).

جدول ۱- نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی، فرعی و کمیاب خاکی از نمونه‌های انتخاب شده سنگ‌های منطقه.

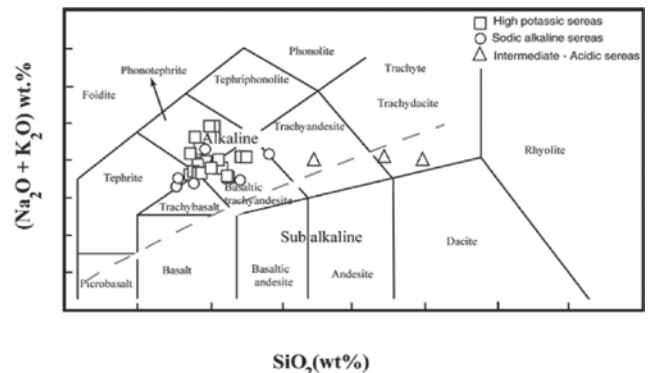
Rock type samples	Potassic to ultrapotassic series									
	DB2	DB3	D2	D3	DL13	GB3	GB1	GL1	GL5	YK6
SiO ₂	۵۲/۴	۵۲/۸	۴۹/۵	۴۹/۶	۴۸/۹	۵۰/۲	۵۰/۵	۵۱/۱	۵۰	۴۹/۱
TiO ₂	۱/۱۱	۱/۱	۱/۲۸	۱/۲۶	۱/۲۳	۱/۲۵	۱/۲۴	۱/۱۸	۱/۲۲	۱/۳۵
Al ₂ O ₃	۱۴/۲	۱۴/۱۵	۱۳/۹۵	۱۲/۹	۱۳/۲۵	۱۳/۴۵	۱۳/۴	۱۳/۳۵	۱۳/۰۵	۱۳/۴
Fe ₂ O ₃ (total)	۷/۰۷	۷/۰۴	۸/۱۳	۷/۵۸	۷/۸۷	۸/۲	۸/۱۴	۷/۷۱	۸/۱۹	۸/۵
CaO	۷/۴۶	۷/۳۲	۹/۲۶	۹/۰۶	۹/۳۷	۸/۲۹	۸/۴۱	۹/۱۶	۹/۳۶	۸/۵۰
MgO	۵/۲۹	۵/۱۳	۵/۸۸	۶/۲۹	۵/۹۲	۵/۳۳	۵/۷۸	۶/۶۳	۶/۵۸	۷/۴۰
Na ₂ O	۲/۲۴	۲/۲۶	۲/۸۳	۱/۷۳	۱/۳۴	۳/۳۵	۳/۴	۲/۶۴	۲/۳۵	۱/۹۴
K ₂ O	۵/۹۱	۵/۹	۵/۷	۶/۰۵	۵/۸۲	۶/۴۶	۶/۳۸	۴/۹۲	۵/۵۵	۵/۴
Cr ₂ O ₃	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۲	۰/۰۴	۰/۰۳	۰/۰۲
MnO	۰/۱۲	۰/۱۱	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۲	۰/۱۳	۰/۱۵
P ₂ O ₅	۰/۹۷	۰/۹۹	۱/۱۳	۱/۱۸	۱/۱۴	۱/۱۷	۱/۲	۱/۰۶	۱/۲	۱/۲۸
LOI	۲/۸۱	۲/۸۹	۲/۴	۳/۱۵	۴/۳۷	۱/۴۲	۱/۴۸	۱/۹۸	۲/۵۱	۲/۹۸
Total	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰/۵	۹۹/۴	۱۰۰	۱۰۰	۱۰۰/۵	۱۰۰	۱۰۰/۵	۱۰۰/۵
Ba	۲۱۲۰	۲۱۲۰	۲۳۲۰	۲۴۳۰	۲۶۲۰	۲۶۳۰	۲۶۳۰	۱۸۱۵	۲۴۷۰	۲۳۲۰
Rb	۱۶۰	۱۶۰/۵	۱۵۸/۵	۱۹۲/۵	۱۸۷	۲۴۰	۲۳۹	۲۲۸	۱۷۰	۱۰۷/۵
Th	۲۹/۴	۲۹/۴	۳۰/۱	۳۰/۷	۳۲/۸	۳۸	۳۸/۶	۲۸/۵	۲۹/۷	۳۱/۴
Sr	۹۴۱	۹۴۷	۱۶۲۵	۱۱۳۵	۲۶۸۰	۱۱۲۵	۱۱۳۵	۱۰۰۰	۱۱۱۰	۱۱۵۵
Nb	۴۳/۸	۴۴	۵۱/۷	۵۲/۸	۵۳/۳	۵۸/۷	۵۹	۴۳/۸	۴۷/۵	۵۵/۵
Co	۳۱/۸	۳۲/۲	۳۸	۳۸	۳۶	۳۶	۳۶/۴	۳۵/۵	۳۷/۵	۳۳/۴
Cr	۱۵۰	۱۶۰	۱۷۰	۱۷۰	۱۶۰	۱۸۰	۱۷۰	۲۸۰	۲۱۰	۱۶۰
Cs	۷/۶۲	۷/۲۸	۵/۷۵	۹/۱۱	۸/۷۲	۱۲/۸۵	۱۳/۵۵	۱۱/۱۰	۱۰/۰۰	۱۰/۹۰
Cu	۱۰۲	۱۰۵	۱۲۸	۱۴۲	۱۳۳	۱۲۴	۱۲۹	۹۶	۹۰	۱۱۰
Ga	۲۰	۲۰/۲	۲۰	۱۹/۲	۲۰/۷	۲۱/۱	۲۱/۱	۱۹/۶	۱۹/۸	۱۹/۶
Hf	۸/۱	۷/۹	۹/۲	۸/۸	۹/۱	۹/۶	۷/۷	۷/۶	۸	۸/۹
Mo	< ۲	< ۲	۲	< ۲	۲	۶	۵	۳	۴	۲
Ni	۴۵	۴۷	۴۸	۴۵	۴۸	۴۴	۴۳	۶۰	۴۹	۳۹
Pb	۳۰	۶۴	۸۰	۳۴	۳۵	۳۵	۱۴۰	۲۷	۵۷	۶۴
Sn	۶	۶	۶	۷	۷	۷	۷	۶	۶	۷
Ta	۲/۶۰	۲/۶۰	۳/۴۰	۳/۰۰	۳/۰۰	۳/۳۰	۳/۲۰	۲/۴۰	۲/۵۰	۳/۰۰
U	۵/۵۵	۵/۶۵	۸/۰۵	۷/۸۹	۸/۲۴	۱۱/۵۵	۱۱/۱۵	۶/۲۹	۹/۶۷	۱۰/۴۰
V	۲۴۸	۲۵۵	۲۷۷	۲۷۶	۲۸۰	۲۷۴	۲۷۸	۲۴۰	۲۶۲	۲۵۴
W	۴	۷	۳۰	۷	۷	۱۳	۱۰	۱۳	۹	۹
Y	۲۰/۸	۲۰/۸	۲۴/۳	۲۴/۳	۲۴/۶	۲۵/۸	۲۶	۲۴/۳	۲۵/۸	۲۶/۳
Zn	۱۰۷	۱۱۴	۱۳۵	۱۱۷	۱۱۸	۱۱۸	۱۵۰	۱۰۹	۱۲۵	۱۶۴
Zr	۳۰۸	۳۰۶	۳۴۲	۳۳۷	۳۴۴	۳۷۰	۲۹۲	۳۰۷	۳۲۴	۳۵۰
Ag	۱	۱	۱	۱	۱	۱	۱	< ۱	۱	< ۱
La	۵۶/۱	۵۶/۵	۶۶/۰	۶۴/۷	۶۶/۰	۶۷/۹	۶۸/۷	۵۸/۰	۶۱/۷	۵۷/۲
Ce	۱۱۶	۱۱۷	۱۳۹	۱۳۷	۱۳۷	۱۴۴	۱۴۵	۱۲۲	۱۲۸	۱۲۳
Pr	۱۴/۱۵	۱۴/۱	۱۷	۱۶/۷۵	۱۶/۷۵	۱۷/۵۵	۱۷/۷	۱۴/۸	۱۵/۶	۱۵/۲
Nd	۵۵/۸	۵۶/۲	۶۷/۵	۶۶/۹	۶۷	۷۰/۱	۷۱/۹	۵۹/۴	۶۲/۹	۶۰/۸
Sm	۱۰/۸۵	۱۰/۶۵	۱۳	۱۳	۱۲/۷۵	۱۳/۸	۱۴/۱	۱۱/۲۵	۱۲/۲۵	۱۲
Eu	۲/۳۹	۲/۳۴	۲/۸۵	۲/۸۳	۲/۷۶	۲/۹	۲/۹۴	۲/۵۶	۲/۷۵	۲/۸
Gd	۸/۷۷	۸/۹۱	۱۰/۹۵	۱۰/۷۵	۱۰/۶	۱۱	۱۱/۳۵	۹/۷	۱۰/۴۵	۱۰/۱۵
Tb	۱/۰۷	۱/۰۶	۱/۳۱	۱/۳	۱/۳۱	۱/۳۵	۱/۳۹	۱/۲۱	۱/۳	۱/۲۸
Dy	۴/۹	۴/۹۶	۵/۸۷	۵/۷۷	۵/۸۸	۵/۹۹	۶/۱۵	۵/۴۱	۵/۷۷	۵/۷۷
Ho	۰/۸۶	۰/۸۴	۱/۰۰	۱/۰۲	۰/۹۸	۱/۰۳	۱/۰۳	۰/۹۳	۱/۰۰	۰/۹۹
Er	۲/۳۱	۲/۲۹	۲/۷۳	۲/۷۱	۲/۶۸	۲/۷۵	۲/۸۲	۲/۵۱	۲/۶۸	۲/۶۶
Tm	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۳	۰/۳۲	۰/۳۴	۰/۳	۰/۳	۰/۳۳
Yb	۱/۷۵	۱/۷۶	۱/۹۷	۲/۰۲	۲/۰۱	۲/۰۸	۲/۰۴	۱/۸۸	۱/۹۳	۱/۹۵
Lu	۰/۲۶	۰/۲۴	۰/۲۹	۰/۲۹	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۳	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۸
Ba/Nb	۴۸/۴	۴۸/۲	۴۴/۹	۴۶/۰	۴۹/۲	۴۴/۸	۴۴/۶	۴۱/۴	۵۲/۰	۴۱/۸
Th/Yb	۱۶/۸	۱۶/۷	۱۵/۳	۱۵/۲	۱۶/۳	۱۸/۳	۱۸/۹	۱۵/۲	۱۵/۴	۱۶/۱
Ba/Ta	۸۱۵/۴	۸۱۵/۴	۶۸۲/۴	۸۱۰/۰	۸۷۳/۳	۷۹۷/۰	۸۲۱/۹	۷۵۶/۳	۹۸۸/۰	۷۷۳/۳
Nb/Ta	۱۶/۸	۱۶/۹	۱۵/۲	۱۷/۶	۱۷/۸	۱۷/۸	۱۸/۴	۱۸/۳	۱۹/۰	۱۸/۵
Nb/La	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۷۸	۰/۸۲	۰/۸۱	۰/۸۶	۰/۸۶	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۹۷

ادامه جدول ۱

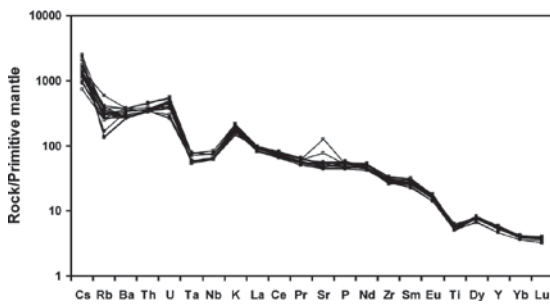
Rock type samples	Potassic to ultrapotassic series										
	GL2	GL3	GL4	GL6	GL7	GL11	GL12	GL13	GL14	GABI	GAB2
SiO ₂	۵۰/۶۰	۵۰/۳۰	۵۰/۹۰	۴۹/۶۰	۵۰/۱۰	۴۸/۹۰	۴۹/۲۰	۵۰/۰۰	۴۹/۴۰	۵۱/۵۰	۵۱/۴۰
TiO ₂	۱/۱۹	۱/۱۹	۱/۱۳	۱/۲۲	۱/۲۰	۱/۲۶	۱/۲۶	۱/۲۲	۱/۲۳	۱/۰۹	۱/۱۰
Al ₂ O ₃	۱۳	۱۲/۹	۱۳/۸۵	۱۳/۲	۱۳/۲۵	۱۲/۹	۱۳/۴	۱۳/۱	۱۳/۳۵	۱۴/۱۵	۱۴/۱۵
Fe ₂ O ₃ (total)	۷/۹۳	۷/۹۳	۷/۶۵	۸/۱۷	۸/۰۸	۸/۵۱	۸/۲۳	۸/۱۹	۸/۲۹	۷/۴۶	۷/۴۳
CaO	۹/۰۶	۹/۱۲	۹/۰۵	۹/۶۶	۹/۵۵	۹/۸۴	۸/۷۱	۹/۲۶	۹/۴۹	۸/۶۷	۸/۵۸
MgO	۶/۵۰	۶/۵۱	۶/۵۲	۶/۵۵	۶/۶۷	۶/۵۵	۵/۷۷	۶/۵۹	۶/۵۸	۵/۸۸	۵/۸۲
Na ₂ O	۲/۴۴	۲/۴۲	۲/۸۳	۲/۲۱	۲/۴۹	۲/۳۹	۲/۸۱	۲/۶۷	۲/۵۲	۲/۶۱	۲/۵۹
K ₂ O	۵/۲۶	۵/۱۳	۵/۱۷	۵/۰۷	۵/۱۸	۵/۸۸	۶/۳۹	۵/۱۴	۵/۱۷	۴/۴	۴/۴۹
Cr ₂ O ₃	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۳	۰/۰۲
MnO	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۴	۰/۱۴	۰/۱۳	۰/۱۳	۰/۱۲	۰/۱۲
P ₂ O ₅	۱/۱۵	۱/۱۴	۱/۰۴	۱/۱۷	۱/۲	۱/۲۵	۱/۲۲	۱/۱۸	۱/۲	۱/۰۲	۱
LOI	۲/۰۹	۱/۸۸	۲/۱۳	۲/۸۸	۲/۳۳	۱/۸۹	۲/۳۵	۱/۹	۲/۲۹	۲/۷۲	۳/۰۵
Total	۹۹/۶	۹۹/۰	۱۰۰/۰	۱۰۰/۰	۱۰۰/۵	۱۰۰/۰	۱۰۰/۰	۹۹/۸	۱۰۰/۰	۱۰۰/۰	۱۰۰/۰
Ba	۱۸۲۵	۱۸۶۰	۱۸۴۵	۱۹۲۰	۱۹۷۰	۲۶۲۰	۲۶۰۰	۱۹۲۵	۱۸۹۰	۱۸۳۵	۱۸۵۵
Rb	۲۵۲	۱۷۲/۵	۲۱۵	۱۸۸	۲۰۰	۳۷۴	۲۵۶	۲۴۹	۲۳۱	۸۳/۹	۸۷/۸
Th	۲۸/۴	۲۸/۶	۲۸/۸	۲۸۰	۲۸/۲	۲۸/۷	۲۹/۰	۲۹/۱	۲۸/۹	۲۹/۸	۳۰/۳
Sr	۹۸۵	۱۰۰۵	۱۰۸۵	۹۹۳	۱۰۰۰	۱۰۸۵	۱۲۰۰	۱۰۰۵	۱۰۰۰	۱۰۴۵	۱۱۱۰
Nb	۴۳/۷	۴۳/۳	۴۴/۳	۴۳/۵	۴۳/۷	۴۳/۸	۶۰/۱	۴۵/۴	۴۵/۳	۴۴/۷	۴۴/۹
Co	۳۳/۱	۳۳/۹	۳۱/۱	۳۶/۷	۳۶/۵	۳۳/۶	۳۳/۴	۳۳/۲	۳۴/۸	۳۴/۸	۳۴/۶
Cr	۲۲۰	۲۳۰	۲۰۰	۲۴۰	۲۲۰	۲۲۰	۱۵۰	۲۴۰	۲۴۰	۲۱۰	۲۰۰
Cs	۱۰/۷	۱۰/۱	۱۸/۶	۹/۲	۱۰/۳	۱۱/۶	۱۲/۶	۱۰/۸	۱۰/۳	۱۶/۳	۱۹/۹
Cu	۹۶	۱۰۲	۱۰۳	۱۰۰	۱۱۲	۹۲	۱۲۱	۱۱۳	۱۱۶	۱۱۱	۱۰۴
Ga	۱۸/۹	۱۸/۹	۱۹/۳	۱۹/۶	۱۹/۳	۱۸/۹	۲۰/۴	۱۹	۱۹	۲۰/۵	۲۰/۶
Hf	۷/۶۰	۷/۷۰	۷/۹۰	۷/۸۰	۷/۸۰	۷/۴۰	۹/۲۰	۷/۶۰	۷/۷۰	۸/۰۰	۸/۰۰
Mo	۳/۰۰	۴/۰۰	۵/۰۰	۴/۰۰	۴/۰۰	۵/۰۰	۶/۰۰	۵/۰۰	۵/۰۰	< ۲	< ۲
Ni	۵۰	۵۲	۴۸	۵۷	۵۷	۵۶	۳۷	۴۹	۴۹	۵۸	۶۱
Pb	۲۸	۶۱	۷۱	۳۵	۳۲	۲۸	۳۰۰	۲۸	۶۸	۴۹	۳۳
Sn	۶	۶	۵	۶	۶	۶	۷	۶	۶	۵	۵
Ta	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۳۰	۲/۳۰	۳/۳۰	۲/۴۰	۲/۵۰	۲/۵۰	۲/۴۰
U	۹/۴۱	۸/۳۵	۱۰/۰۵	۸/۴۸	۹/۳۷	۹/۹۵	۱۱/۶۵	۹/۴۹	۹/۵۸	۹/۷۴	۱۰/۱
V	۲۲۲	۲۴۳	۲۲۵	۲۵۱	۲۵۰	۲۷۶	۲۵۱	۲۴۴	۲۴۵	۲۵۶	۲۶۱
W	۸	۲۶	۱	۹	۱۱	۱۱	۱۳	۹	۱۱	۸	۵
Y	۲۵/۰۰	۲۵/۰۰	۲۶/۱۰	۲۴/۰۰	۲۵/۲۰	۲۶/۲۰	۲۷/۰۰	۲۵/۷۰	۲۵/۵۰	۲۴/۲۰	۲۳/۸۰
Zn	۱۰۲	۱۱۴	۱۱۰	۱۱۱	۱۲۹	۱۰۸	۲۰۰	۱۰۷	۱۱۳	۱۱۶	۱۱۱
Zr	۳۱۲	۳۱۳	۳۳۳	۲۹۹	۳۱۷	۲۸۷	۳۶۵	۲۹۴	۳۱۲	۳۲۱	۳۲۰
Ag	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	< ۱	۱/۰۰	< ۱	< ۱	۱/۰۰	< ۱
La	۵۶/۱	۵۷/۳	۶۱	۵۶/۹	۵۷/۱	۵۹/۹	۶۵/۴	۵۷/۶	۵۷/۵	۶۵/۵	۶۴/۸
Ce	۱۱۸	۱۲۱	۱۲۶	۱۲۰	۱۲۱	۱۲۴/۵	۱۳۹/۵	۱۲۲	۱۲۱	۱۳۴	۱۳۱
Pr	۱۴/۶۵	۱۴/۹۵	۱۵/۲۰	۱۴/۹۰	۱۴/۷۰	۱۵/۳۰	۱۶/۹۰	۱۵/۰۰	۱۴/۸۵	۱۶/۰۵	۱۵/۷۰
Nd	۵۸/۹۰	۶۰/۱۰	۵۹/۹۰	۵۹/۰۰	۶۰/۰۰	۶۲/۶۰	۶۷/۹۰	۵۹/۹۰	۵۹/۳۰	۶۳/۱۰	۶۲/۰۰
Sm	۱۱/۵۵	۱۱/۷۵	۱۱/۶۵	۱۱/۷۵	۱۱/۹۵	۱۲/۴	۱۳/۱۵	۱۱/۹	۱۱/۵	۱۲/۱۵	۱۱/۷۵
Eu	۲/۶۲	۲/۶۹	۲/۶۸	۲/۵۶	۲/۶۱	۲/۸۷	۳/۰۱	۲/۷۳	۲/۶۳	۲/۵۹	۲/۵۹
Gd	۹/۸۵	۹/۸۹	۹/۷۸	۹/۸۰	۹/۶۸	۱۰/۵۵	۱۱/۱۰	۱۰/۱۵	۱۰/۰۰	۹/۸۸	۹/۷۴
Tb	۱/۲۱	۱/۲۳	۱/۲۶	۱/۲۱	۱/۲۰	۱/۳۳	۱/۳۸	۱/۲۵	۱/۲۲	۱/۲۱	۱/۲۰
Dy	۵/۴۴	۵/۶۲	۵/۸۲	۵/۵۴	۵/۵۷	۵/۸۷	۵/۹۵	۵/۷۱	۵/۶۵	۵/۵۴	۵/۶۳
Ho	۰/۹۵	۰/۹۳	۰/۹۹	۰/۹۴	۰/۹۴	۱	۱/۰۴	۰/۹۷	۰/۹۷	۰/۹۵	۰/۹۵
Er	۲/۴۹	۲/۵۸	۲/۶۸	۲/۵۵	۲/۵۳	۲/۶۸	۲/۷۳	۲/۶۳	۲/۵۸	۲/۶۶	۲/۴۹
Tm	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۳	۰/۳۰	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۲	۰/۳۱	۰/۳۰	۰/۳۱	۰/۳۱
Yb	۱/۸۸	۱/۹۱	۲/۰۴	۱/۹۱	۲	۱/۹۸	۲/۰۵	۲	۱/۸۹	۲/۰۴	۱/۹۸
Lu	۰/۲۷	۰/۲۸	۰/۳	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۸	۰/۲۷	۰/۲۹	۰/۲۸
Ba/Nb	۴۱/۷۶	۴۲/۵۶	۴۱/۶۵	۴۴/۱۴	۴۵/۰۸	۵۹/۸۲	۴۳/۲۶	۴۲/۴۰	۴۱/۷۲	۴۱/۰۵	۴۱/۳۱
Th/Yb	۱۵/۱	۱۵/۰	۱۴/۶	۱۴/۷	۱۴/۱	۱۴/۵	۱۹/۰	۱۴/۶	۱۵/۳	۱۴/۶	۱۵/۳
Ba/Ta	۷۹۲/۵	۷۱۵/۴	۸۰۲/۲	۸۳۴/۸	۸۵۶/۵	۱۱۳۹/۱	۷۸۷/۹	۸۰۲/۱	۷۵۶/۰	۷۳۴/۰	۷۷۲/۹
Nb/Ta	۱۹/۰	۱۶/۸	۱۹/۳	۱۸/۹	۱۹/۰	۱۹/۰	۱۸/۲	۱۸/۹	۱۸/۱	۱۷/۹	۱۸/۷
Nb/La	۰/۷۸	۰/۷۶	۰/۷۳	۰/۷۶	۰/۷۷	۰/۷۳	۰/۹۲	۰/۷۹	۰/۷۹	۰/۶۸	۰/۶۹



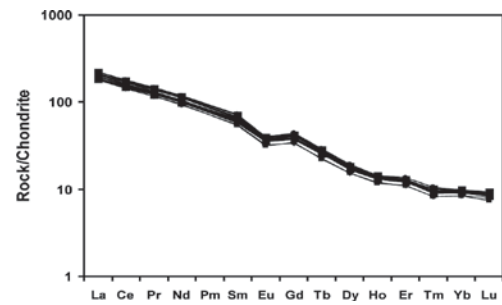
شکل ۴- نمودارهای TiO₂ در برابر Al₂O₃ (a) و Y در برابر Zr (b) به منظور تعیین محیط زمین‌ساختی از Muller and Groves (1997).



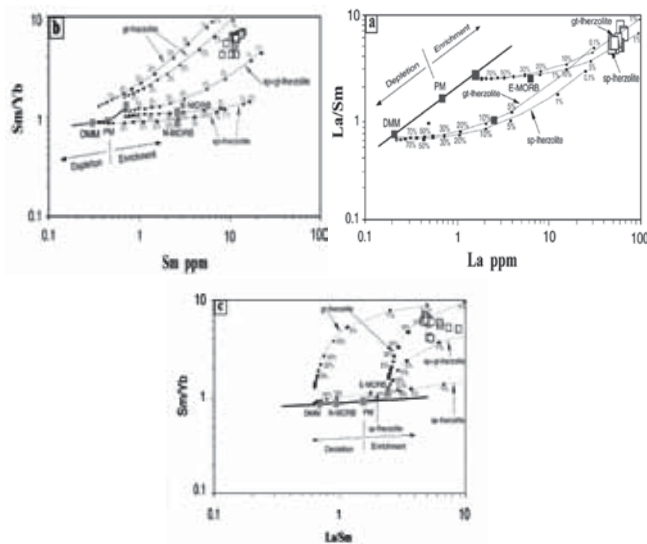
شکل ۳- نمودار مجموع عناصر قلیایی در برابر سیلیس از LeBas et al. (1986) به منظور رده‌بندی سنگ‌های آتشفشانی منطقه.



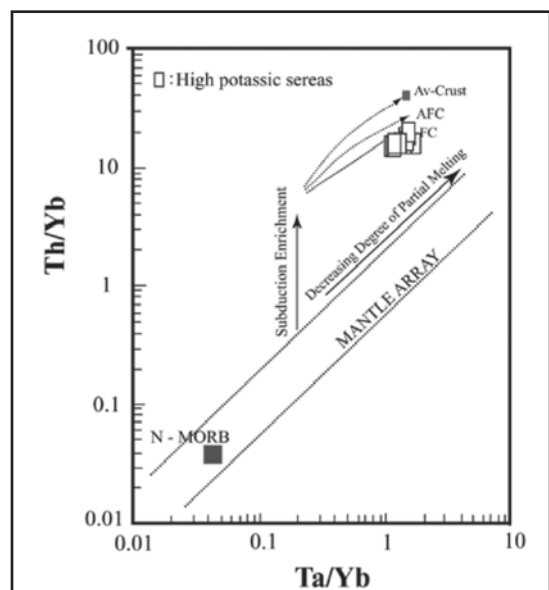
شکل ۶- نمودار چند عنصری عادی سازی شده به گوشته اولیه برای بررسی رفتار عناصر ناسازگار که داده‌های استفاده شده برای تمامی عناصر از Sun and McDonough (1989) و برای Ta از Wood et al. (1979) است.



شکل ۵- نمودار عنکبوتی برای عناصر کمیاب خاکی که داده‌ها نسبت به کندریت عادی سازی شده و برای این کار از داده‌های Boynton (1984) استفاده شده است.



شکل ۸- نمودارهای (a) La/Sm در برابر La، (b) Sm/Yb در برابر Sm و (c) Sm/Yb در برابر La/Sm، برای استفاده از مدل عناصر کمیاب خاکی به منظور پی بردن به ترکیب منشأ ماگمای تشکیل دهنده سنگ‌های پتاسیک و فوق پتاسیک.



شکل ۷- نمودار Th/Yb در برابر Ta/Yb از Pearce (1983).

کتابنگاری

احمدزاده، غ.، ۱۳۸۱- بررسی پتروگرافی و پترولوژی ولکانیت‌های شمال غرب مرند (شمال گله بان)، رساله کارشناسی ارشد، دانشگاه تبریز.

مرادیان، ع.، ۱۳۷۹- مطالعه ژئوشیمی، ژئوکرونولوژی و سنگ‌نگاری شبه جزیره اسلامی. فشرده مقالات چهارمین همایش انجمن زمین‌شناسی ایران. صفحه ۶۱۳-۶۱۶.

References

- Agard, P., Omrani, J., Jolivet, L. & Mouthereau, F., 2005- Convergence history across Zagros (Iran): constraints from collisional and earlier deformation. *International Journal of Earth Sciences* 94, 401-419.
- Alavi, M., 1994- Tectonics of the Zagros Orogenic belt of Iran: new data and interpretations. *Tectonophysics* 220, 211-238.
- Alavi, M., 2004- Regional stratigraphy of the Zagros fold-thrust belt of Iran and its proforeland evolution. *American Journal of Science* 304, 1-20.
- Aldanmaz, E., Pearce, J. A., Thirwall, M. F. & Mitchell, J. G., 2000- Petrogenetic evolution of late Cenozoic post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 102, 67-95.
- Alici, P., Temel, A., Gourgaud, A., Vidal, P. & Gundogdu, M. N., 2001- Quaternary Tholeiitic to alkaline volcanism in the Karasu valley (Hatay), N-end of Dead sea Rift zone in SE Turkey: Sr-Nd-Pb-O isotopic and trace element approaches to crust mantle interaction. *International Geology Review* 43(2), 120-38.
- Amidi, S. M., Emami, M. H. & Michel, R., 1984- Alkaline character of Eocene volcanism in the middle part of Central Iran and its geodynamic situation. *Geologische Rundschau* 73, 917-932.
- Berberian, F. & Berberian, M., 1981- Tectono-plutonic episodes in Iran. In: Gupta, H.K., Delany, F.M. (Eds.), *Zagros, Hindukosh, Himalaya. Geodynamic Evolution*. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 5-32.
- Berberian, F., Muir, I. D., Pankhurst, R. J. & Berberian, M., 1982- Late Cretaceous and early Miocene Andean type plutonic activity in northern Makran and central Iran. *Journal of Geological Society of London* 139, 605-614.

- Boudier, F., Ceuleneer, G. & Nicolas, A., 1988- Shear zones, thrusts and related magmatism in the Oman ophiolite: initiation of thrusting on an oceanic ridge. *Tectonophysics* 151, 275–296.
- Boynton, W. V., 1984- Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry*. Elsevier, pp. 63–114.
- Coleman, R. G., 1971- Plate tectonic emplacement of upper mantle peridotites along continental edges. *Journal of Geophysical Research* 76, 1212–1222.
- Emami, H., 1981- *Geologie de la reigon de Qom-Aran (Iran) contribution a l' etude denamique et geochemique du volcanisme Teriaire de l' Iran central*. Unpublished Ph.D these, University Sc. Et Medical de Grenoble, 489 pp.
- Farhoudi, G., 1978- A comparison of Zagros geology to island arcs. *Journal of Geology* 86, 323–334.
- Green, N. L., 2006- Influence of slab thermal structure on basalt source regions and melting conditions: REE and HFSE constraints from the Garibaldi volcanic belt, northern Cascadia subduction system. *Lithos* 87, 23-49
- Jahangiri, A., 2007. Post-collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: Geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* xxx (2007) xxx–xxx
- Homke, S., Verges, J., Garces, M., Emami, H. & Karpuz, R., 2004- Magnetostratigraphy of Miocene–Pliocene Zagros foreland deposits in the front of the Push–e Kush Arc (Lurestan Province, Iran). *Earth and Planetary Science Letters* 225, 397–410.
- Jahangiri, A., 2007- Post – Collisional Miocene adakitic volcanism in NW Iran: geochemical and geodynamic implications. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 433-447.
- Jung, D., Kursten, M. & Tarkian, M., 1976- Post-Mesozoic volcanism in Iran and its relation to the subduction of the Afro-Arabian under the Eurasian plate. In: Pilger, A., Rosler, A. (Eds.), *A far Between Continental and Oceanic Rifting*. Schweizerbartsche Verlagbuchhandlung, Stuttgart, pp. 175–181.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. & Zanettin, B., 1986- A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology* 27, 445-450.
- McCulloch, M. T. & Gamble, J. A., 1991- Geochemical and geodynamical constraints on subduction zone magmatism: *Earth and Planetary Science Letters* 102, 358-374.
- McCulloch, M. T., 1993- The role of subducted slabs in an evolving Earth: *Earth and Planetary Science Letters* 115, 89-100.
- McKenzie, D. P. & O'Nions, R. K., 1991- Partial melt distribution from inversion of rare earth element concentrations. *J. Petrol.* 32, 1021-1991.
- McKenzie, D. P. & O'Nions, R. K., 1995- The source regions of Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology* 36, 133-159.
- Moayyed, M., Moazzena, M., Calagari, A. A., Jahangiri, A. & Modjarrad, M., 2007- Geochemistry and petrogenesis of lamprophyric dykes and the associated rocks from Eslamy peninsula, NW Iran: Implications for deep-mantle metasomatism. *Chemie der Erde*, in press.
- Molinario, M., Leturmy, P., Guezou, J. C., Frizon de Lamotte, D., Eshraghi, S. A., 2005a- The structure and kinematics of the southeastern Zagros fold–thrust belt, Iran: from thin-skinned to thick-skinned tectonics. *Tectonics* 24. doi:10.1029/2004TC001633.
- Muller, D., Rock, N. M. S. & Groves, D. I., 1992- Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks from different tectonic setting: a pilot study. *Mineralogy and Petrology* 46, 259-289.
- Murphy, J. B., 2007- *Igneous Rock Associations and Arc Magmatism II: Geochemical and Isotopic Characteristics*. Geoscience Canada.
- Nicolas, A., 1989- *Structures in Ophiolites and Dynamics of Oceanic Lithosphere*. Kluwer, Dordrecht. 367 pp.
- Omrani, J., Agard, P., Whitechurch, H., Benoit, M., Prouteau, G. and Jolivet, L., 2008- Arc-magmatism and subduction history beneath the Zagros Mountains, Iran: A new report of adakites and geodynamic consequences, *Lithos* (2008), doi: 10.1016/j.lithos.2008.09.008.
- Pearce, J. A. & Peate, D. W., 1995- Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 23, 251-285.
- Pearce, J. A., 1983- Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: C.J. Hawkesworth & M.J., Norry, eds. *Continental Basalts and Mantle Xenoliths*. Shiva Press, Nantwich, U.K., pp 230-249.
- Ricou, L. E., 1971- Le croissant ophiolitique péri-arabe, une ceinture de nappes mise en place au crétaé supérieur. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* 13, 327–350.
- Rollinson, H., 1993- *Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation*. Longman. 352 pp.
- Saunders, A. D. & Tarney, J., 1984- Geochemical characteristics of basaltic volcanism in back-arc basins. In Kokelaar, B.P., and Howells, M.F., (Eds). *Marginal Basin Geology: Volcanic and Associated Sedimentary and Tectonic Processes in Modern and Ancient Marginal Basins: Geological Society of London, Special Publication* 16, 59-76.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. & Tarney, J., 1988- Origin of MORB and chemically-depleted mantle reservoirs: trace element constraint. *Journal of petrology, Special Lithosphere Issue* 415–445.
- Saunders, A. D., Norry, M. J. & Tarney, J., 1991- Fluid influence on the trace element composition of subduction zone magmas: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* 335, 377-392.
- Saunders, A. D., Tarney, J. & Weaver, S. D., 1980- Transverse geochemical variations across Antarctic Peninsula: implications for the genesis of calc-alkaline magmas. *Earth and Planetary Science Letters* 46, 344–360.
- Searle, M. P. & Cox, J., 1999- Tectonic setting, origin and obduction of the Oman ophiolite. *Geological Society of America Bulletin* 111, 104–122.
- Shaw, D. M., 1970- Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta* 34, 237-243.
- Sun, S. S. & McDonough, W. F., 1989- Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). *Magmatism in the Ocean Basins*, Geol. Soc., London, Spec. Publ. 42, pp. 313±345.
- Thompson, R. N., Morrison, M. A., Dickin, A. P. & Hendry, G. L., 1983- Continental flood basalts... arachnids rule OK? In continental basalts and mantle xenoliths (eds C. J. Hawkesworth and M. J. Norry), pp. 158-85. Nantwich, Cheshire: Shiva Publishing Limited.
- Whitechurch, H., Juteau, T. & Montigny, R., 1984- The eastern mediterranean ophiolites (Turkey, Syria, Cyprus): their contribution to the history of the Neo-Tethys. In: Dixon, J.E., Robertson, A.H.F. (Eds.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*. Geological Society Special Publication, Oxford, pp. 425–441.
- Wilson, M., 1989- *Igneous Petrogenesis, a Global Approach*. Unwin Hyman London.
- Woods, S. C., Lotter, E. C., McKay, L. D. & Porte, D. Jr., 1979- Chronic intracerebroventricular infusion of insulin reduces food intake and body weight of baboons. *nature* 282, 503 - 505 (29 november 1979); doi:10.1038/282503a0

Petrogenesis of Plio-Quaternary Post-Collisional Potassic and Ultra-Potassic Rocks in Northwest Marand

G. Ahmadzadeh^{1*}, A. Jahangiri², M. Mojtahedi² & D. Lentz³

¹ Department of Hydrology, Agriculture Faculty, University of Mohaghegh Ardabili, Ardabil, Iran

² Department of Geology, Natural Science Faculty, University of Tabriz, Tabriz, Iran.

³ Department of Geology, University of New Brunswick, Canada.

Received: 2008 October 06

Accepted: 2009 August 22

Abstract

In this paper the study of Plio-Quaternary post-collisional magmatism in northwest of Iran and northwest of Marand is considered. The studied Potassic and ultrapotassic (UP) alkaline rocks were erupted at northern part of Urumieh-Dokhtar magmatic arc (UDMA). The studied rocks display microlithic porphyritic texture with phenocrysts of clinopyroxene, leucite, and plagioclase \pm biotite \pm olivine. The UP volcanic rocks are mostly silica undersaturated with normative nepheline, high Mg# and high K_2O/Na_2O ratios. They are characterized with significant enrichment in LILEs and LREEs and depletion in high field strength elements such as Nb, Ta and Ti. Exhibit high Ba/Nb (41-60) and Ba/Ta (682-1139) ratios, which are a typical feature of subduction. With considering end of subduction (upper Cretaceous) and stratigraphic age of studied rocks (Plio-Quaternary), we can say that these rocks have formed in a post-collisional environment and metasomatic mantle due to addition of volatiles and incompatible elements lead to enrichment of these magmas. And in fact we can say that the subduction properties of these rocks inherited from an ancient subduction. On the other hand, high contents of LILE such as Th and Ba and Ba/Nb, Ba/Ta ratios indicate the involvement of crustal components in the genesis of these rocks by addition of crustal components to the source and contamination through ascent of magma. Rare earth elements modeling indicate that they can be generated from low degree partial melting of lithospheric mantle with garnet-spinel peridotite source.

Keywords: Ultrapotassic, Leucite, Subduction, Metasomatism, Marand

For Persian Version see pages 79 to 86

* Corresponding author: G. Ahmadzadeh; E-mail: gholamrezaahmadzadeh@yahoo.com

Analysis of Fractures in the Asmari Reservoir of Marun Oil Field (Zagros)

M. Arian^{1*} & R. Mohammadian²

¹ Department of Geology, Islamic Azad University, Science and Research Campus, Tehran, Iran

² Geology office of National Iranian Oil Company, Ahwaz, Iran

Received: 2008 December 21

Accepted: 2009 October 17

Abstract

Marun oil field is situated on the eastern part of Dezful Embayment zone (Zagros). Aghajari Formation is cropping out on the surface. Asmari formation, Bangestan and Khami Groups are the main reservoirs in this field. Asmari formation with six reservoir layers is the most important reservoir. Dolomitic carbonates are dominant lithology in the 1,2,3 layers and so, fracture density is high, especially in the first layer (90% Dolomite). Increasing of shale and marl layers in the 4,5,6 layers caused to decreasing of brittle property and fracture density is low. According to this research, Marun Anticline is a fault (thrust) related fold with faulted Detachment Fold mechanism. Two major fracture systems in the Marun oil field could be recognized which are regional fractures (with east-west trending) and local fractures (fold and bending related fractures). The main fractured sectors, Marun Anticline are being seen in the southern limb and the eastern part of northern limb by curvature investigation (by Differential and Graphical methods). The results of Isopermeability, RFT, PI maps are consistent with the results of fracture study in order to identification of fractured sectors in the Marun Anticline.

Keywords: Asmari Formation, Marun Oil Field, Fracture, Permeability, Detachment Fold, Structural Bending

For Persian Version see pages 87 to 96

* Corresponding author: M. Arian; E-mail: mehranarian@yahoo.com